LE METAMORPHISME ET ROCHES METAMORPHIQUES

I- Défi nit ion:

Les roches constituent avec les roches magmatiques le cortège des roches endogènes. C'est des roches d'origine interne, mais leurs processus de formation sont entièrement différents. Les roches magmatiques prennent naissance par cristallisation d'un liquide magmatique, les roches métamorphiques résultent de la transformation à l'état solide de roches préexistante.

I-1- Définition du métamorphisme

Le métamorphisme peut être défini comme une adaptation minéra1e et structura1e de roches préexistantes, â 1"état so1ide; 1orsqu'elles sont soumises â des conditions de température et de pression différentes de celles qui les ont régné au cours de leur genèse.

Le métamorphisme est une transformation à température relativement élevée (> 200 °C) est il faut qu'il est apparition de nouveaux minéraux, c'est-à-dire il y aura recristallisation.

Définition de Turner, le métamorphisme est uns adaptation minéralogique est structurale à des conditions physiques ou physicochimiques nouvelles. Au cours du métamorphisme il y a apparition de minéraux nouveaux accompagnée d'un changement de la structure (texture).

I-2- Quelques nomenclatures

Les minéraux du métamorphisme sont appelés les blastes et le mécanisme de leur formation est qualifié de blastèse.

La structure ou texture cristalloblastique correspond au mode d'agencement des blastes dans une roche métamorphique.

- Le préfix méta : désigne une roche métamorphique d'origine quelconque, ayant subi un métamorphisme d'intensité faible ou moyenne. Exemple: une métapélite, métabasalte …

-Le préfixe ortho : désigne une roche métamorphique d'origine magmatique. Exemple: un orthogneiss est une roche fortement métamorphique issue de 1a transformation d'un granite.

-Le préfixe para : désigne une roche métamorphique d'origine sédimentaire. Exemple paragneiss.

I-.2- Les limites du métamorphisme

Dans un diagramme P-T, Du côté des basses températures, 1e domaine du métamorphisme est limité par le champ de la diagenèse. Vers les hautes températures, il est limité par le domaine de 1'anatexie du granite hydraté, c.à.d. le domaine où débute 1a fusion des roches (Fig.1).

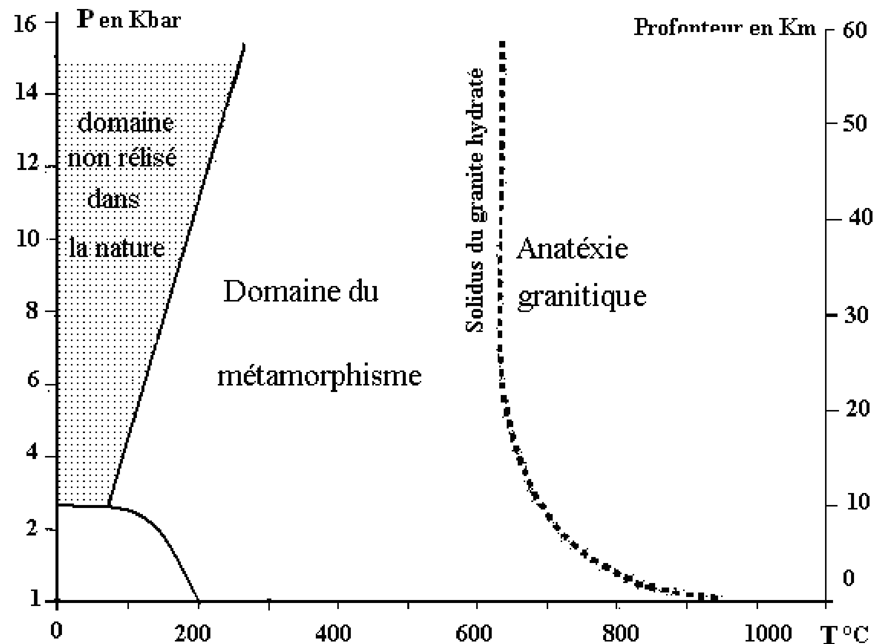


Fig. 1- Limites du métamorphisme dans le diagramme pression/ température

II-. Les facteurs du métamorphisme:

Les transformations minéralogiques et structurales qui marquent les différentes étapes du métamorphisme dépendent des changements des facteurs physiques, de la durée d'action de ces facteurs et de la composition chimique initiale des roches soumises aux variations de la température et la pression.

L'intervention des conditions physiques se fait par variation de la température seule ou par variation de la température et de la pression. La pression seule ne provoque pas de métamorphisme.

Les facteurs du métamorphisme sont de deux types ; paramètres intensifs : pression et température et paramètres extensifs : composition chimique et volume.

II- 1- La température:

La température est le facteur déterminant des réactions métamorphiques. Elle augmente avec la profondeur selon un gradient géothermique qui est de 30°C par Km en moyenne. Toutefois, le gradient géothermique varie beaucoup suivant les régions, il peut être de 6°C /Km par Km dans les zones de subduction, au niveau de la plaque plongeante, mais peut atteindre 180°C/Km au niveau des dorsales médio-océaniques (zones d'accrétion et rift). Le gradient géothermique influe sur 1e type de métamorphisme.

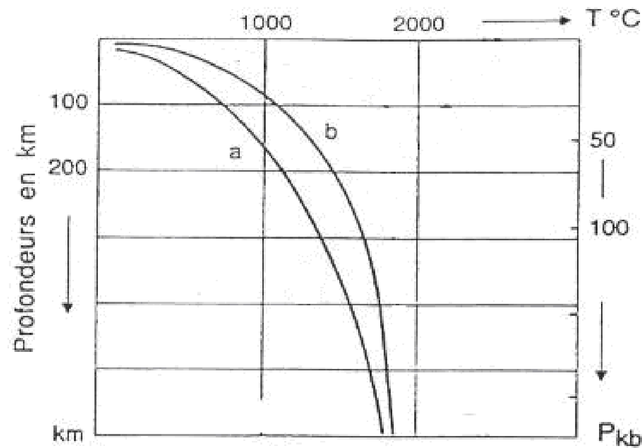


Fig. 2- Gradients géothermiques dans les régions continentales (a) et océaniques (b).

Le gradient géothermique est mesuré dans les puits naturels ou artlficie1s ou évalué par mesure en surface du flux thermique exprimé en microcalories par cm^2 et par seconde ou unité du f1ux thermique (UFT) ou en watts par m^2 par sec.

En fonction de la profondeur, des surfaces d'égale intensité de température, appelées isothermes, peuvent être tracées. Elles ne sont pas parallèles à l'échelle du globe et varient avec la variation du flux thermique.

Le flux thermique provient de la profondeur et peut varier à différentes échelles, planétaire, régionale et locale.

a- Variations de la température à l'échelle planétaire

Elles concernent les zones de subduction, les rides médio-océaniques et les zones orogéniques d'une manière générale.

-Au niveau des zones de subduction, l'enfoncement de la plaque plongeante dans l'asthénosphère entraine un rabattement des isothermes, d'autant plus fort que la vitesse de pénétration et l'angle d'inclinaison sont grands (Fig.3 et 4). A ce niveau le gradient géothermique est faible.

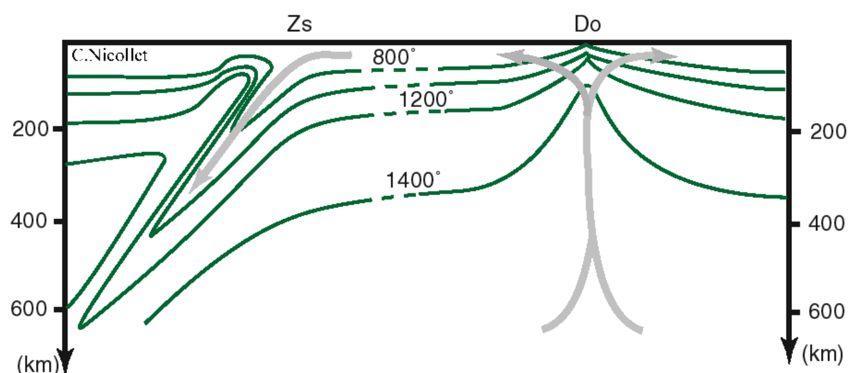


Fig. 3- Répartition des Isothermes dans la lithosphère

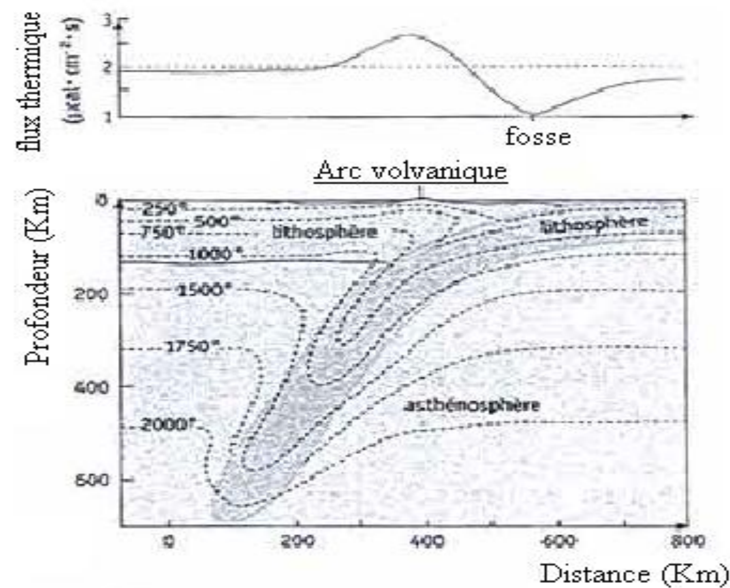


Fig. 4- Variation du flux thermique dans une zone de subduction.

-Au niveau des rides médio-océaniques, l'intense activité magmatique se traduit par un flux thermique très élevé qui peut atteindre 8 U.F.T. (Fig.5).

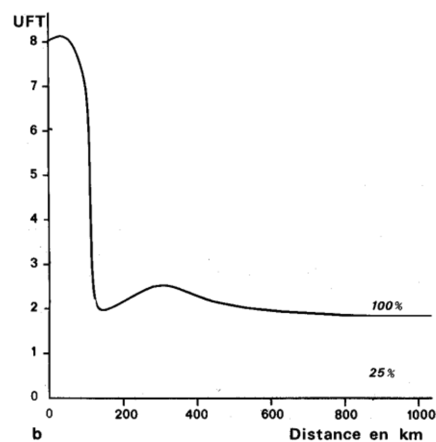


Fig. 5- Variation du flux thermique au niveau de la dorsale médio-atlantique.

-Au niveau des zones orogéniques on enregistre des variations du flux thermique pour deux raisons ; l'une mécanique due au frottement entre 1es masses rocheuses.et l'autre pétrologique liée au magmatisme et à l'activité thermique qui l'accompagne.

b-Variations à l'échelle régiona1e:

Une intrusion magmatique apporte des perturbations très sensibles à la forme des isothermes. L'intensité de l'anomalie dépend de la nature de l'intrusion, de son volume et de la profondeur de mise en place. (Flg. 6)

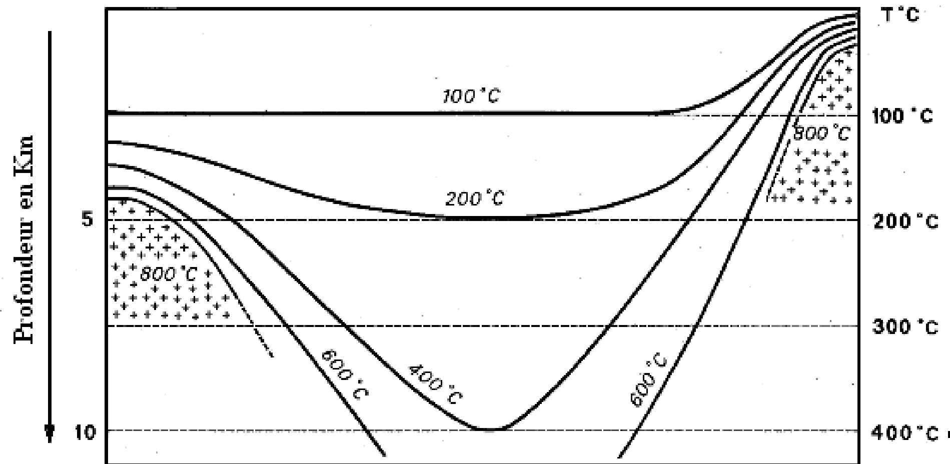


Fig. 6- Géométrie des isothermes aux contacts d'intrusions magmatiques en fonction de la profondeur.

c-Variations de température à l'échelle locale :

Elles sont dues à la nature 1itho1ogique des roches touchées par le flux thermique. Ce flux est distribué régulièrement mais sera utilisé différemment suivant les roches. Ainsi, les roches sédimentaires vont utiliser la chaleur reçue dans des réactions minéralogiques très endothermiques, il s'agit en particulier des réactions de déshydratation. Par contre, 1es roches magmatiques et 1es roches fortement métamorphiques, constituées de minéraux formés à haute température, donc pauvres en eau, ne consomment que très peu de la chaleur reçue et en transmettent le reste. On a ce qu'on appelle, effet de socle (Fig. 7).

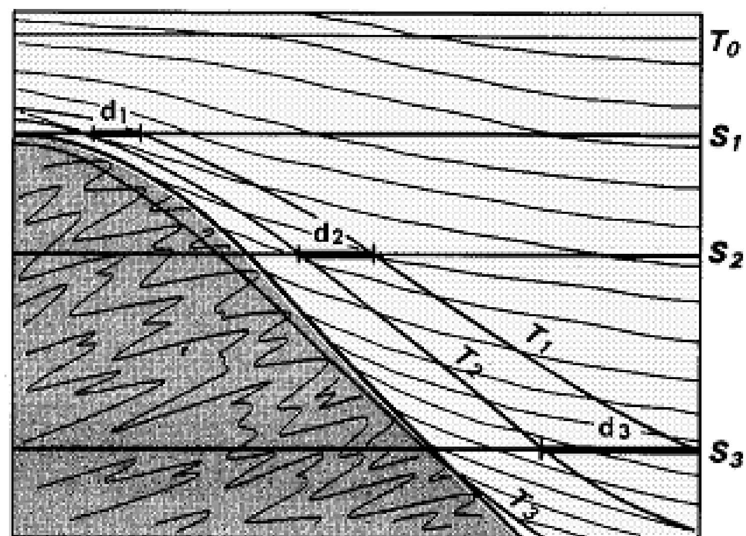


Fig. 7- Effet de socle, déformation des surfaces isothermes à l'interface d'un socle cristallin et une couverture sédimentaire.

II- 2- La pression

Trois types de pression interviennent dans les transformations métamorphiques ; il s'agit de la pression lithostatique, la pression fluide et la pression dynamique ou contrainte tectonique.

La pression lithostatique et la pression fluide agissent sur les réactions métamorphiques, alors que la contrainte tectonique intervient dans la déformation et la structure des roches (orientation des minéraux).

La pression seule ne provoque de recristallisation métamorphique, il faut qu'elle soit associée à une température suffisante pour induire les réactions.

II- 2- 1- La pression lithostatique

La pression lithostatique ou pression de charge (pression solide) est due à la charge des sédiments. Elle varie avec la profondeur et la densité des roches. Pour une densité de 2.7, elle est de l'ordre de 1 Kbar à une profondeur de 4 Km.

C'set une pression isotrope, elle est constante en un point donnée. Ce type de pression ne provoque pas de déformation des roches est des minéraux, mais elle provoque une réduction du volume des matériaux par entassement et agit sur la cristallisation.

II- 2- 2- La pression des fluides

$Pf = pCO_2 + pO_2 + p\,H_2O$

Les roches métamorphiques contiennent dans leurs interstices des fluides issus de deux origines. Des fluides hérités de la roche mère et des fluides produits au cours des réactions de déshydratation et décarbonatation.


Chloritoïde + andalousite --------> staurotide + quartz + H_2O


Dolomite + quartz --------> diopside + CO_2

La pression des fluides diminue avec la profondeur suite la diminution de la quantité d'eau, de la porosité et de la perméabilité des matériaux (Pf < Ps). Au voisinage d'une intrusion magmatique la pression fluide est plus importante que la pression solide (Pf>Ps).

II- 2- 3- Contrainte tectonique.

Encore appelée pression dynamique ou pression stress. Il s'agit de forces tectoniques accompagnant les serrages orogéniques. C'est une pression anisotrope, responsable de la déformation des roches et des minéraux et de l'apparition de la schistosité. La schistosité est une anisotropie planaire, selon laquelle une roche se débite en feuillets parallèles plus ou moins épais et réguliers. Elle acquise sous l'influence des contraintes tectonique. Il existe trois types de schistosité :

- la schistosité de fracture marquée par l'existence de plans de schistosité distincts, parallèles les uns aux autres,

- La schistosité de f1ux qui est une schistosité pénétrative marquée par la cristallisation préférentielle des minéraux dans plan de schistosité et principa1ement des minéraux phyllithes (micas, ch1orite).

- La foliation se traduit par une différenciation pétrographique marquée par une alternance de lits clairs riches en quartz et feldspathiques et des lits sombres riches en micas. Elle caractérise les gneiss et les migmatites.

II-3- La durée d'action du métamorphisme:

Pour des conditions physiques (P, T) donnés, les réactions métamorphiques nécessitent un certains temps pour se réaliser complètement.

L'évolution du métamorphisme au cours du temps se fait par une augmentation lente de la température. Elle passe par plusieurs étapes avant d'atteindre son maximum à température T2. Après le paroxysme, la température diminue plus rapidement et des minéraux secondaires (chlorite, séricine) peuvent se former à partir des minéraux les plus sensibles aux transformations de basse température.

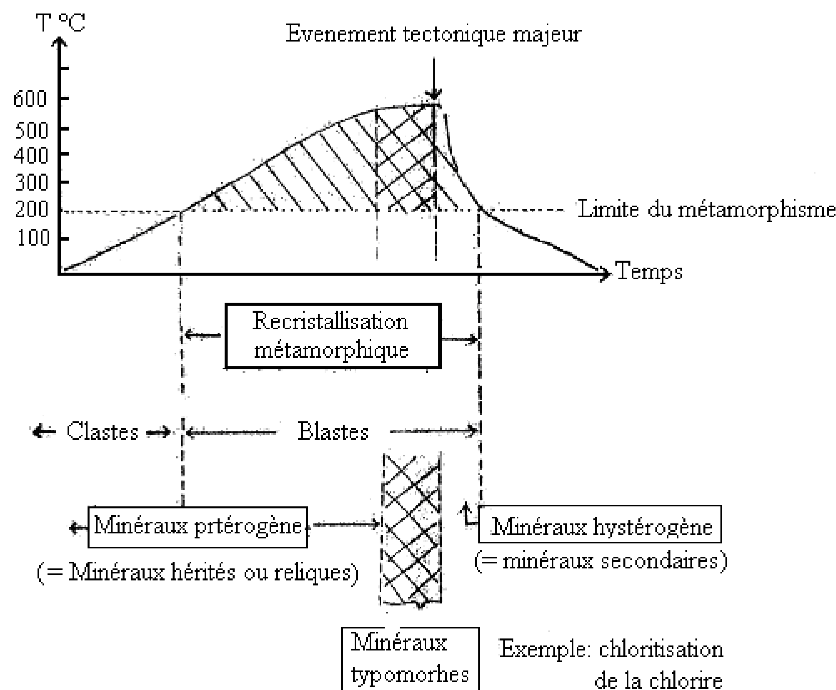


Fig. 8- Evolution du métamorphisme au cours du temps

Les minéraux typomorphes déterminent l'assemblage minéralogique caractéristique de la roche qui est la paragenèse.

II.4- Variation de la composition chimique des roches initiales.

Selon la composition chimique de la roche de départ on aboutit à des roches métamorphiques différentes. D'une manière générale, la composition chimique des roches métamorphiques reflète celle de la roche mère appelée protolithe. Ceci a permis de distinguer quatre séquences métamorphiques différentes ayant chacune un chimisme distinct (Tab. I).

La séquence pélitiques ou séquence silicoalumineuse représente les sédiments détritiques fins argilite, pélites et shale ainsi que les roches magmatiques acides. La séquence siliceuse représente les grès, la séquence calcique caractérise les carbonatées. La séquence ferromagnésienne représentée par les roches magmatiques basiques. Les caractéristiques de chacune de ces séquences sont résumées dans le tableau ci-dessous.

SEQUENCE	CARACTERISTIQUES CHIMIQUE	MATERIAUX DE DEPART
Sliciseuse	SiO2	Grès
Silicoalumneuse	SiO_2-Al_2O_3 (FeO,MgO)	Shales, arigilites, pélites
	SiO2-Al2O3 (Na_2O, K_2O)	Roches acides
Ferromagnèsienne	SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO	Roches basiques
Calcique	CaO	Calcaires
	CaO - MgO	Dolomies

Tableau 1- Les différentes séquences métamorphiques selon la nature de la roche mère

III- LES DIFFERENTS TYPES DE MET AMORPHISMES: (Tab1.III Fig.12)

Selon le gradient de température et de pression et en fonction de 1a durée on peut définir 7 types de métamorphismes :

III.1- Métamorphisme de contact: (F1g. 9).

Appelé aussi métamorphisme thermique, caractérisé par une augmentation de température à pression constante. Il apparait au contact des intrusions magmatiques chaudes. La chaleur propagée par l'intrusion réchauffe les terrains encaissants et induit des Transformations minéralogiques et pétrographiques.

Les réactions métamorphiques se produisent dans une zone autour de l'intrusion. Cette zone s'appelle auréole de métamorphisme de contact. Les roches engendrées par ce métamorphisme sont des roches compactes, dures et cornées, appelées cornéennes qui peuvent être tachetées ou noduleuses par la présence de phénoblastes plus ou moins de grade taille.

En général il y a une zonéographie de l'auréole du métamorphisme de contact, en s'éloignant de la bordure de l'intrusion

Pr exemple, dans le cas d'une séquence silicoalumineuse, on rencontre successivement différentes roches en s'éloignant de la bordure de l'intrusion.

- des cornéens feldspaths, sillimanite, cordiérite, biotite,
- des cornéennes andalousite, cordiérite, biotite,
- des cornéennes à biotite,
- des coréennes à séricite

En dehors de l'auréole les roches encaissantes sont intactes et ne montre pas de transformations métamorphiques.

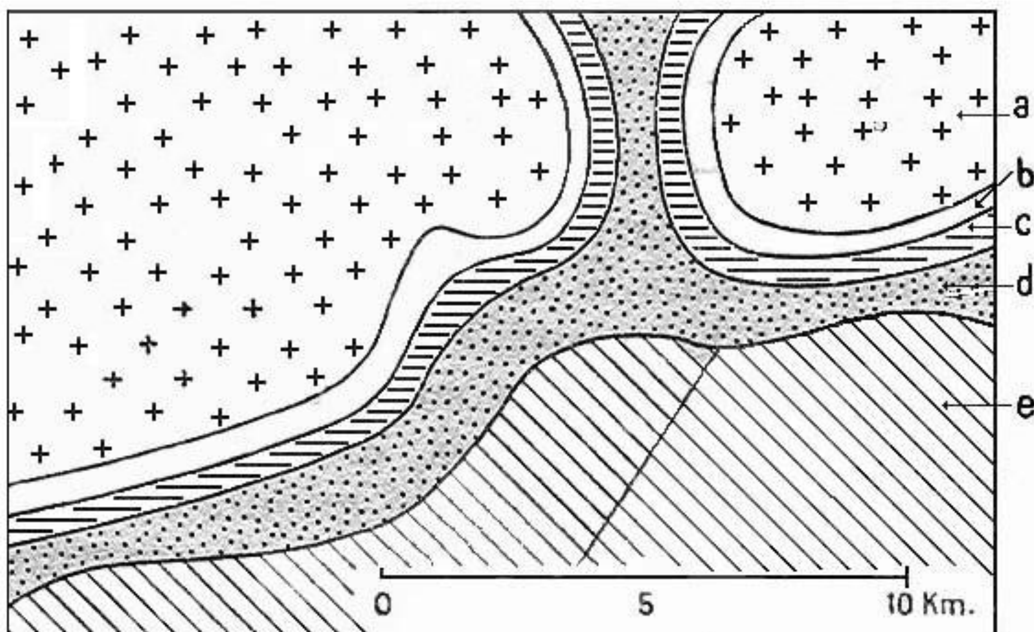


Fig. 9- Auréole de métamorphisme de contact autour d'une intrusion de granite : a) Granite. B) Cornéennes à andalousite ; c) Schistes noduleux ; d) Schistes tachetés ; e) encaissant non métamorphique.

III- 2- Métamorphisme de cuisson ou pyrométamorphisme.

Peu important et très localisé, il se produit à l'air libre à pression atmosphérique au contact d'une coulée vo1canique, en générale basique. Il agit sur une durée très courte avec un gradient de température exclusivement élevé. Les roches métamorphiques correspondantes sont des porcelanites avec comme minéral index la mulite ($Si_2A1_6O_{13}$).

III.3- Le dynamométamorphisme.

Il fait intervenir un gradient de pression orientée avec une légère augmentation de la température sur une longue durée. Il se développe au niveau des grands accidents cisaillant où les roches acquièrent une schistosité plus ou moins importante. Les roches engendrées par ce métamorphisme se qualifient de mylonites.

III.4- Le métamorphisme de choc ou d'impact.

Le métamorphisme de choc se produit par les impacts des grandes météorites qui s'écrasent sur la surface de la terre. Il fait intervenir un gradient élevé de pression stress et une augmentation importante de la température sur une très courte durée, avec apparition de stishovite et coésite, formes de la silice de très haute pression, ainsi qu'une phase vitreuse indiquant que les conditions de fusion ont été atteintes. Les tectites, perles de verre longtemps mystérieuses, sont probablement les témoins d'éclaboussures de liquides produits par ces chocs gigantesques et projetés sur des milliers de Km.

III.5- Le métamorphisme régional

Appelé aussi métamorphisme général ou métamorphisme dynamothermique puisqu'il fait intervenir aussi à la fois une variation de la température et de la pression sur une longue durée. Il se produit sur de vastes étendus, au cours de la formation des chaînes de montagnes, dans les zones orogéniques. Les roches les plus répondues dans ces étendus sont des schistes, des micaschistes et des gneiss.

Les gradients de T° et P peuvent varier inégalement d'où la distinction de 3 types de métamorphismes régionaux:

III.5.1.- Le métamorphisme de type Abukuma (BP)

Il met en œuvre un fort gradient de T° et un faible gradient de pression sur une longue durée. Il présente de ce fait certaines analogies avec le métamorphisme de contact (Fig.10). On le rencontre au niveau des marges actives où l'activité magmatique accompagne et suit les phénomènes de compression. Il est caractérisé par la présence de l'andalousite ($SiO_2Al_2O_3$) et de la sillimanite $SiO_2Al_2O_3$ comme minéraux index.

III.5.2.- Le métamorphisme de type Barrow (MP): (Fig.10).

Il fait intervenir des gradients moyens de température et de pression. Ces minéraux index sont le disthène et la sillimanite.

III.5.3- Le métamorphisme de type Alpin (HP)

Il se caractérise par un fort gradient de pression et un faible gradient de température (Fig.10). Ces minéraux index sont glaucophane $Na_2(Mg,Fe)_3\ Al_2\ ([Si,Al)_4O_{11}\ (OH)])_2$ et la lawosonite $CaAl_2(Si_2O_7)(OH)_2,H_2O$)..

Ce type de métamorphisme se rencontre au niveau des zones de subduction du côté de la plaque plongeante. Son association avec le métamorphisme de basse pression dans une région révèle une ancienne zone de subduction et fossilise sa polarité. Exemple l'ile du Japon (Fig.11).

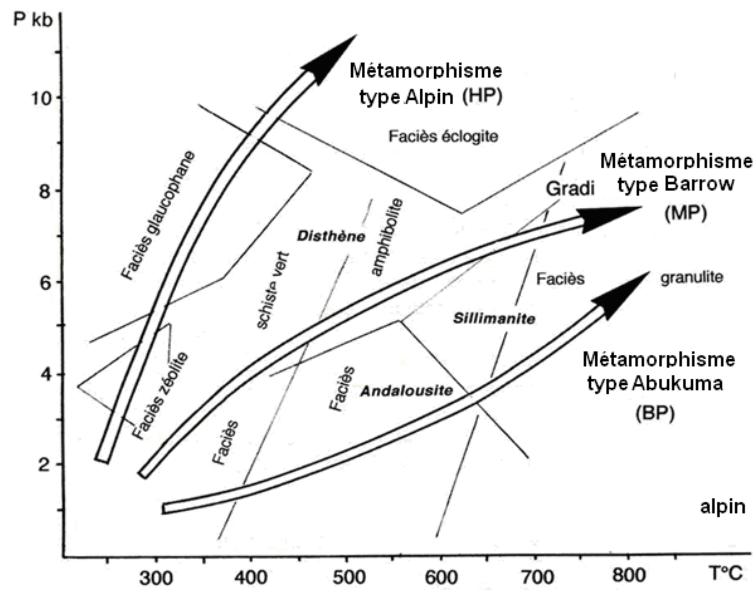


Fig.10- Position des différents types de métamorphisme régional dans le diagramme T-P.

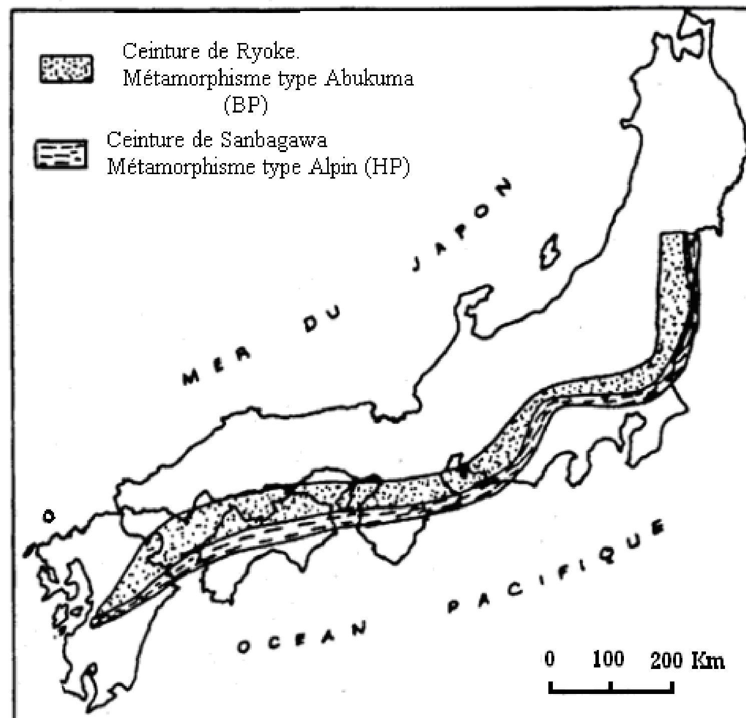


Fig.11- Dualité du métamorphisme de basse pression et du métamorphisme de basse température dans l'ile du Japon.

III 6- Le métamorphisme hydrothermal

Ce type de métamorphisme est lié à des circulations de fluides (eau surtout) à haute température, en relation avec une activité magmatique volcaniques ou plutoniques. Les fluides réchauffent les roches qu'ils traversent et leur apportent de nouveaux éléments chimiques en plus d'une hydratation. On parle plus souvent d'altérations hydrothermales avec

individualisation de minéraux hydratés (séricite, chlorite, épidote, serpentine, trémolite, actinote …).

FACTEURS DU METAMORPHISME		DUREE D'ACTION	NOM DU METAMORPHISME		ROCHE METAMORPHIQUE	MINERAUX INDEX
Gdt T• EXCLUSIF	P• CONSTANTE	LONGUE	METAMORPHISME DE CONTACTE = THERMO METAMORPHISME		CORNEENNE ET SCHISTES TACHETES	ANDALOUSITE CORDIERITE
	P•= 0 Atm.	COURTE	METAMORPHISME DE CUISSON = PYRO-METAMORPHISME		PORCELANTINE	MULITE Si, Al.
Gdt P•s	Aug. LEGERE DE T•	LONGUE	DYNAMO METAMORPHISME		TECTONITE MYLONITE	DISTHENE Si Al. EPIDOTE Si Al Ca
	Aug. FORTE DE T•	TRES COURTE	METAMORPHISME DE CHOC = METAMORPHISME D'IMPACT		IMPACTITE ?	COESITE STISHOVITE Si
Gdt T• + P•	P•FORTE T• 15•/Km	TRES LONGUE	M. GENERAL = REGIONAL.	HP• ALPIN	ECTINITES (s.l)	GLAUCOPHANE LAWSONITE
	P•MOY T• 30•/Km			P•. I. BARROW		DISTHENE SILLIMANITE
	P•FAIBLE T• 75•/Km			B . P ABUKUMA		ANDALOUSITE SILLIMANITE

Tableau II- Résumé des caractéristiques des différents types de métamorphismes.

III 7-. Métamorphisme d'enfouissement.

Métamorphisme de faible intensité observé lorsque des roches sédimentaires sont enfouies assez profondément dans des bassins sédimentaires. Malgré les pressions lithostatiques élevées, la température reste faible et les néoformations sont basse température.

VI-. Aspect chimique du métamorphisme

Le métamorphisme est un ensemble de réactions chimiques qui entraînent des recristallisations avec des changements de la minéralogie des roches, sous le contrôle des facteurs physiques (T, P). Selon que les recristallisations se fassent avec changement ou sans changement de la composition chimique de la roche initiale; on distingue deux variétés de métamorphismes. Métamorphisme topochimique et métamorphisme allochimique

VI.1- Le métamorphisme topochimique = isochimique:

Il concerne tous les métamorphismes régionaux. Dans ce type de métamorphisme, il y'a constance ou héritage de la composition depuis la roche mère jusqu'aux roches les plus métamorphiques qui lui succèdent. Il s'agit d'une évolution chimique en système clos. Seuls des échanges d'eau et de CO_2 peuvent se produire. Le même stock d'éléments chimiques est utilisé successivement pour recristalliser des associations minérales stables (paragenèses) à des conditions physiques (T° et P°) de plus en plus sévères. Il s'en suit que des roches ayant la même filiation donc la même composition chimique sont très différentes dans leur aspect, composition minéralogique et texture. Les recristallisations isochimiques.

Pour illustrer ce mécanisme considérons l'exemple d'une zone métamorphique ou un banc rocheux décimétrique est constitué d'une alternance d'horizons fins pélitiques (argileux), riches en aluminium et de lits gréseux pauvres en aluminium. Après métamorphisme les lits métapélitiques contiennent des cristaux d'andalousite tandis que les lits gréseux en sont dépourvus. Les réactions métamorphiques se font donc sans échange de matière entre les bancs pélitiques et les bancs gréseux. Ces derniers ne contiennent pas de Al, ne cristallisent pas d'andalousite contrairement aux pélites qui en possèdent. Le métamorphisme est topochimique

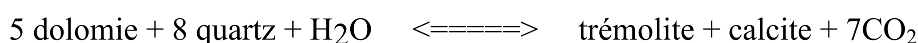
VI.2- Le métamorphisme métasomatique = allochimique

Le métamorphisme allochimique ou métasomatique s'accompagne d'un changement de la composition chimique des roches avec apport et départ de matière (métasomatose). Le métamorphisme métasomatique a une extension limitée, par exemple au cours du métamorphisme hydrothermal périgranitique ou lors des formations hydrothermales des basaltes au niveau des rides médio-océaniques.

La métasomatose provoque des néoformations et recristallisations d'assemblages de minéraux hybrides dans les skarns avec formations de silicates calciques, grenat grossulaire, diopside, trémolite, épidote, talc, etc...

Exemple de réactions métamorphiques avec apport de SiO_2:

- A basse température:

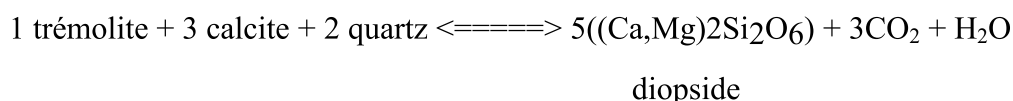


5 dolomie + 8 quartz + H_2O <=====> trémolite + calcite + $7CO_2$



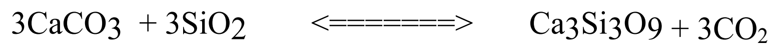
$5CaMg(CO_3)_2 + 8SiO_2 + H_2O$ <===> $Ca_2Mg_5(Si_2O_{22}(OH)_2) + 3CaCO_3 + 7CO_2$

- A haute température:

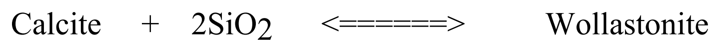


1 trémolite + 3 calcite + 2 quartz <=====> $5((Ca,Mg)2Si_2O_6) + 3CO_2 + H_2O$

diopside



$3CaCO_3 + 3SiO_2$ <=======> $Ca_3Si_3O_9 + 3CO_2$



Calcite + $2SiO_2$ <======> Wollastonite

V- Evolutions métamorphiques

L'évolution métamorphique peut se faire soit par une augmentation des paramètres physiques ; évolution prograde soit par diminution de ces paramètres ; évolution rétrograde.

V-1- Métamorphisme prograde

Il correspond aux transformations qui se font sous l'effet de l'augmentation des paramètres physiques au cours d'un même épisode métamorphique avec apparition de minéraux index spécifique du type de métamorphisme, se sont les minéraux typomorphes.

La recristallisation métamorphique est un phénomène progressif qui est essentiellement fonction de la température. Par rapport au pic thermique (culmination métamorphique), il convient de distinguer 3 catégories de minéraux (Ffig. 12):

- ceux qui sont antérieurs = minéraux protérogènes,
- contemporains = minéraux typomorphes,
- ceux postérieurs (minéraux hystérogènes).

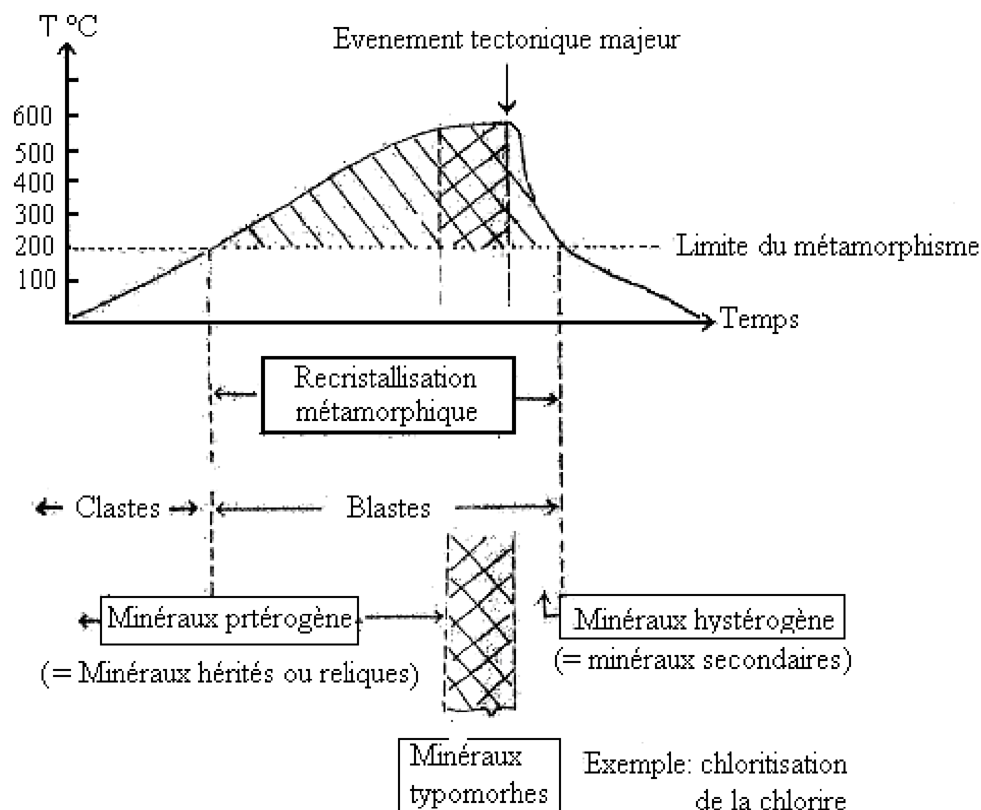


Fig. 12- Variations des recristallisations métamorphiques lors de l'augmentation de température au cours de temps

V-2- Métamorphisme rétrograde: (rétromorphose):

Il provoque des transformations sous l'effet de la diminution de la température qui suit la fin d'un événement orogénique majeur. Il se traduit par la formation de minéraux secondaires de basse température suit à une rétromorphose de certains minéraux primaires (chloritisation, albitisation, ouralitisation…).

VI- Zones et faciès métamorphiques

Les différences minéralogiques observables dans des roches de compositions chimiques comparables, sont dues à des conditions physiques (T, P) de recristallisations différentes. On dit que les roches appartiennent à des zones métamorphiques différentes à des faciès de métamorphisme différents.

VI-1- Minéraux repères ou minéraux index

Ce sont des minéraux néoformés. Chaque minéral index caractérise un chimisme initial et un climat de métamorphisme, c.à.d. un degré de métamorphisme ou encore un intervalle de température et de pression bien précis. Exemple: les silicates d'alumines.

VI-2- Notion de paragenèses minérales

Une paragenèse minérale est une association de minéraux index, en contact entre eux et stable dans certaines conditions de température et de pression. Elle dépond de la composition de la roche originelle (initiale).

Tous les minéraux rencontrés dans uns roche ne constituent pas forcement une paragenèse. En effet les minéraux reliques protérogènes et hérités ne font pas partie de la paragenèse de même que les minéraux secondaires de basse température issus de la transformation des minéraux primaires.

VI- 3- Zonéographie et zones métamorphiques.

VI- 3- 1- Zonéographie métamorphique (Barrow, 1893, 1912 et Tilley, 1925).

Les roches de la séquence alumineuse prisent comme référence, changent de composition minéralogique suite aux changements des conditions physiques avec la profondeur. On constate qu'avec l'augmentation l'intensité du métamorphisme, il y a apparition successive de chlorite, séricite, biotite, almandin, staurotide, disthène, sillimanite. Chacun de ces minéraux est caractéristique d'un certain degré ou grade de métamorphisme et que leur succession marque un accroissement du degré de métamorphisme. Ces minéraux index, caractérisent des zones cartographiables correspondant chacune à un climat de T° et de P bien défini.

L'apparition ou la disparition d'un minéral index est marquée par une courbe appelée isograde, c'est la ligne d'égale intensité métamorphique. Deux isogrades successifs délimitent une zone métamorphique, (Fig. 13).

La nature d'un minéral index dépond de la composition de la roche initiale et de l'intensité de métamorphisme.

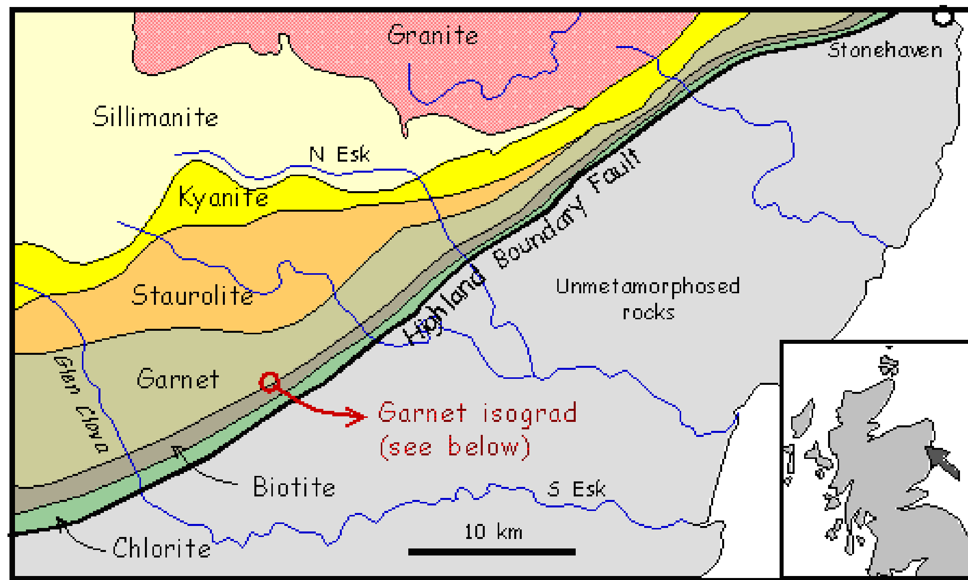


Fig. - Zones métamorphiques au NE de Scotland, d'après Barrow et Tilley

Fig. 13- Un zonéographie métamorphique a été établie sur la base des roches de la séquence pélitique

VI- 3- 2- Les zones métamorphiques (Becke et Grubenman).

Elles permettent d'établir une zonéographie avec la distinction de plusieurs zones en fonction de l'intensité du métamorphisme ramenée à la profondeur :

- L'anchizone, c'est la zone intermédiaire entre diagenèse et métamorphisme.
- L'épizone, correspond au métamorphisme de faible intensité (200 à 450 °C). On y trouve de nombreux minéraux hydroxylés (chlorite, séricite, épidote, actinote).
- La mésozone (450 à 600 °C), caractérise un métamorphisme de moyenne intensité, avec apparition de biotite, muscovite, staurotide, amphiboles et disthène.
- La catazone (> 700 °C) : Elle correspond à un métamorphisme d'intensité forte avec biotite, feldspath potassique, plagioclase, pyroxène.

VI- 3- 3- Zonéographie de Jung (1952, 1953).

En se référant au chimisme de la séquence pélitique, Jung a caractérisé les différentes zones métamorphiques ci-dessus par des faciès de roches bien caractéristiques. Il distingue ainsi 5 principaux zones.

- Zone I : non métamorphique (anchizone).
- Zone II : zone des micaschistes supérieurs (épizone)
- Zone III : zone des micaschistes inférieurs (mésozone),
- Zone IV : Zone des gneiss (catazone).

Les caractéristiques et les faciès et minéraux index de chacune des zones sont résumé dans le tableau ci-dessous.

FACIES-REPERES	ZONES D'ISOMETAMORPHISME	MINERAUX CARACTERISTIQUES	STRUCTURE PREDOMINANTE
I. - Schistes argileux	Z. non métamorphique	Illite	Schistosité
II. - Schistes séricíteux et chloriteux	Z. des micaschistes supérieurs (EPI)	Séricite Chlorite Zoisite	Micro-plissement et foliation
III. - Micaschistes à deux micas.	Z. des micaschistes inférieurs (MESO)	Muscovite, Biotite Albite, Grenat Disthène, Staurotide	
IV. - Gneiss à deux micas	Z. des gneiss supérieurs (MESO)	Muscovite, Biotite, Orthose(microcline), Plagioclase Disthèse, Staurotide, grenats, Sillimanite	
V. - Gneiss à Biotite et Sillimanite	Z. des gneiss inférieurs (CATA)	Biotite, Orthose, Plagioclase, Grenat, Sillimanite ou Disthène, cordiérite.	Foliation et litage
Vbis - Gneiss à cordiérite ou grenat	Z. des gneiss ultra-inférieurs(ULTRA)	Orthose, Plagioclases, Cordiérite, Grenat, Sillimanite ou Disthène.	

Tableu III ZONES D'ISOMETAMORPHISME AVEC LES FACIES REPERES ET LES PRINCIPAUX MINERAUX QUI LES CARACTERISENT DANS LES ECTINITES DE LA SEQUENCE ARGILEUSE.

VI- 4- Les faciès métamorphiques

VI- 4-1- Définitions

Toute différence minéralogique observable dans des roches de compositions chimiques comparables ne peut être attribuée logiquement qu'à des conditions physiques (T, P) différentes. On dit que les roches appartiennent à des faciès métamorphiques différents.

La notion de faciès métamorphique a été bien développée par Eskola (1939) à partir de l'étude des roches métamorphiques basiques (métabasites), car celles-ci sont plus sensibles aux variations des conditions physiques (T, P) et montrent des associations minéralogiques variées. Chaque association définie dans un climat métamorphique donné caractérise un faciès métamorphique. Le passage d'un faciès à l'autre correspond à une réaction minéralogique qui traduit une variation des conditions physiques.

Un faciès métamorphique correspond donc à une aire thermodynamique précise délimitée par les isogrades des minéraux repères basées sur les réactions d'apparition ou de disparition des minéraux (Fig. 14). Plusieurs faciès ont été définis selon le degré de métamorphisme. Il

s'agit des faciès zéolite (prehnite pumpeleyite) ; faciès des cornéennes à actinote ; faciès des cornéennes à hornblende ; faciès des cornéennes à pyroxène ; faciès des schistes bleus ; faciès des schistes verts, faciès des amphibolites; faciès des éclogites ; faciès des granulites.

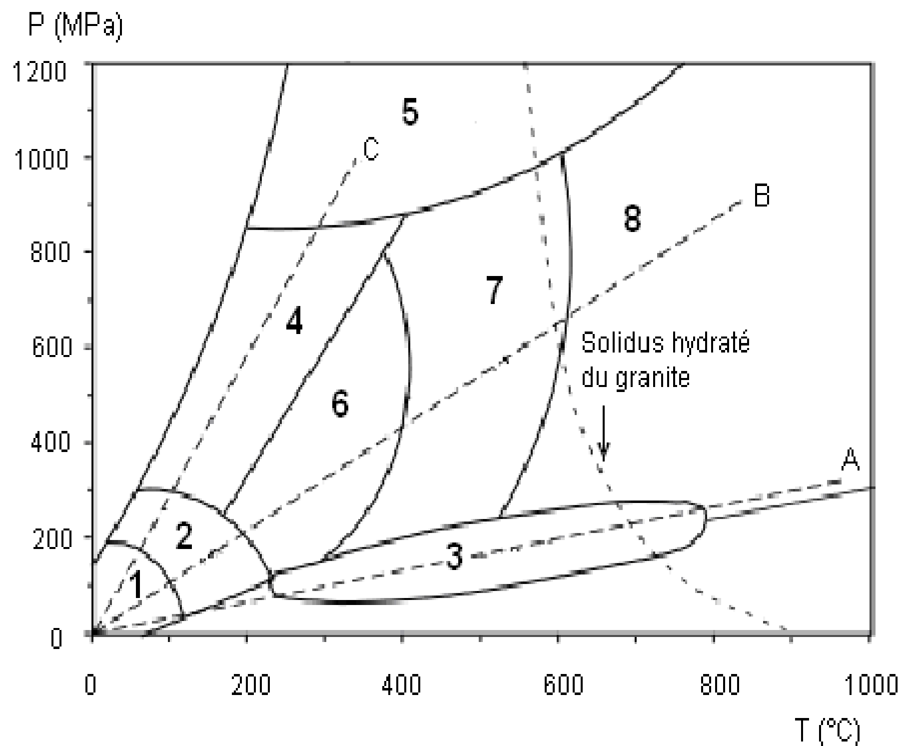


Fig. 14– Faciès métamorphiques dans le diagramme P / T. 1- domaine de la diagenèse ; 2- Faciès zéolites ; faciès des cornéennes ; 4- faciès des schistes bleus ; 5- faciès des éclogites ; 6- faciès des schistes verts ; 7- faciès des amphibolites ; 8 faciès des granulites. A = fort gradient géothermique : métamorphisme de contact ; B = gradient géothermique moyen : métamorphisme régional ; C = gradient géothermique faible : zone de subduction (haute pression)

VI- 4- 1- Minéralogie des différents faciès

Dans le cas du métamorphisme régional les faciès sont :

- Faciès des zéolites : métamorphisme de très faible degré à prehnite pumpellyite.
- Faciès des schistes bleus à glaucophane, lawsonite, épidote, caractérise un métamorphisme de haute pression à profondeur moyenne.
- Faciès des éclogites à omphacite, jadeite, grenat, indique un métamorphisme de haute pression de grande profondeur.
- Faciès des schistes verts à actinote, chlorite, albite épidote, décrit un métamorphisme de faible intensité.
- Faciès des amphibolites à hornblende, biotite, grenat, témoigne d'un métamorphisme de degré moyen.

- Faciès des granulites à pyroxène, plagioclase, grenat, définit un métamorphisme de forte intensité.

Pour le métamorphisme de contact ou seule la température intervient comme gradient physique, on distingue :

- Le faciès des faciès des cornéennes à actinote, chlorite, albite, épidote,
- Le faciès des cornéennes à hornblende, oligoclase, biotite,

Le faciès des cornéennes à pyroxène, plagioclase.

En termes d'équivalence avec les roches de la séquence pélitique du métamorphisme régionale. Le faciès des zéolites et l'équivalent de l'anchizone. Les schistes verts correspondent aux schistes à séricite, les amphibolites aux micaschistes et les granulites gneiss aux.

Equivalent en minéraux index

Séquence pélitique (silicoalumineuse)	séquence basique (ferromagnésienne).
Séricite, chlorite	actinote, albite, épidote
Biotite, muscovite, cordiérite, andalousite grenat, staurotide	hornblende, oligoclase, biotite
Biotite, feldspath potassique, plagioclase, Sillimanite, disthène	pyroxène, plagioclase, grenat

VII- Métamorphisme et niveaux structuraux

VII- 1- Mécanismes de la déformation

Le mécanisme de la déformation des roches a permis de définir plusieurs niveaux structuraux au l'intérieur de l'écorce terrestre.

Un niveau structural est caractérisé par un même mécanisme de déformation. Les roches ont un comportement cassant, puis si les conditions pression température augmentent, un comportement ductile et enfin, elles commencent à fondre dès qu'elles atteignent leur point de fusion (Fig. 15).

Lorsque les roches sont cassantes, la déformation se fait par fractures ; failles et sans plissement. Le mécanisme élémentaire de déformation est le cisaillement.

Lorsque les roches acquièrent une certaine ductilité, elles se déforment par plissement. Le plissement se fait de deux façons. Dans un premier stade, et lorsque la ductilité n'est pas encore très importante, les strates se plissent sans changement d'épaisseur avec un maximum

de déformation au niveau des charnières. Ils se forment des plis isopaques. A ce stade, le mécanisme de déformation et la flexion.

Dans un stade plus évolué, les roches deviennent très ductiles subissent une déformation par aplatissement et acquièrent une anisotropie planaire d'origine mécanique qui est la schistosité ; le plissement est anisopaque. Le mécanisme de déformation est l'aplatissement.
A des profondeurs plus importantes ou les roches sont portées à une température proche ou supérieure à leur point de fusion ; elles deviennent plus ou moins visqueuses et se déforment par écoulement.

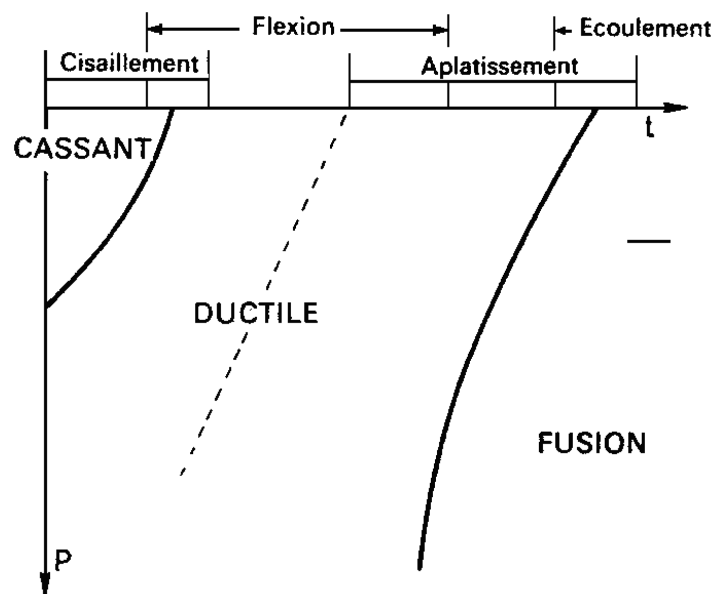


Fig. 15 - Répartition schématique des domaines des différents comportements des corps en fonction de la pression et de la température et mécanismes élémentaires de déformations correspondants.

VII-2- Niveaux structuraux

Il existe 3 principaux niveaux structuraux (Fig. 16).

Le niveau structural supérieur. Il est caractérisé par une déformation cassante dominée par les failles et les cisaillements.

Le niveau structural moyen. Le mode de déformation est la flexion avec des plis isopaques.

Le niveau structural inferieur. Déformation par aplatissement avec plis isopaques accompagnés d'une schistosité.

A l'intérieur du niveau structural inferieur on distingue trois types de schistosité, à savoir, la schistosité de fracture, la schistosité de flux et la schistosité cristallophyllienne dite aussi la foliation (Fig. 17).

Le niveau structural inferieur est le domaine du métamorphisme dans lequel on fait toute une série de subdivision.

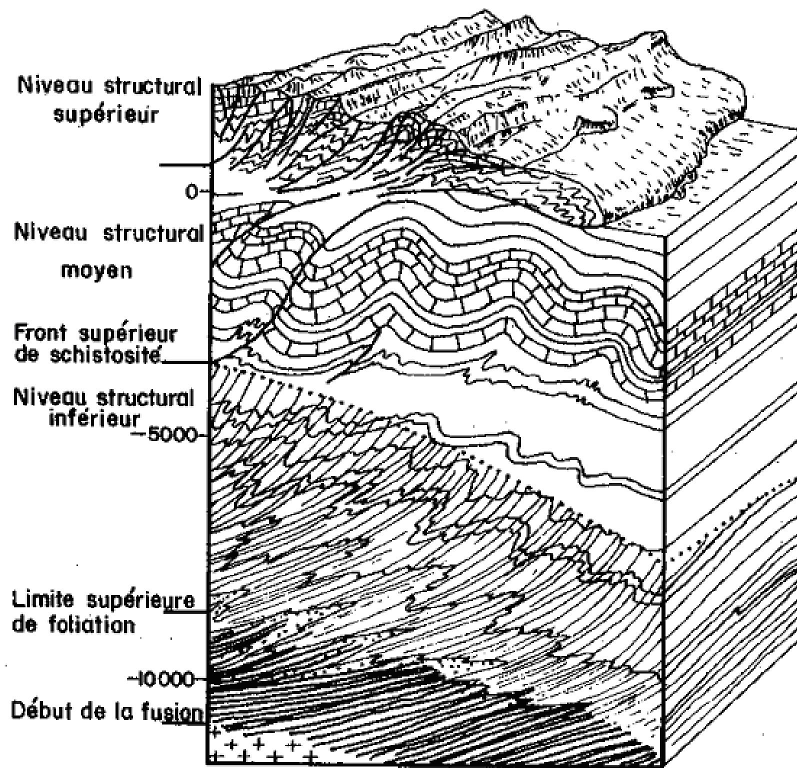


Fig. 16- Superposition des niveaux structuraux et style de structure correspondant .à l'intérieur de l'écorce terrestre.

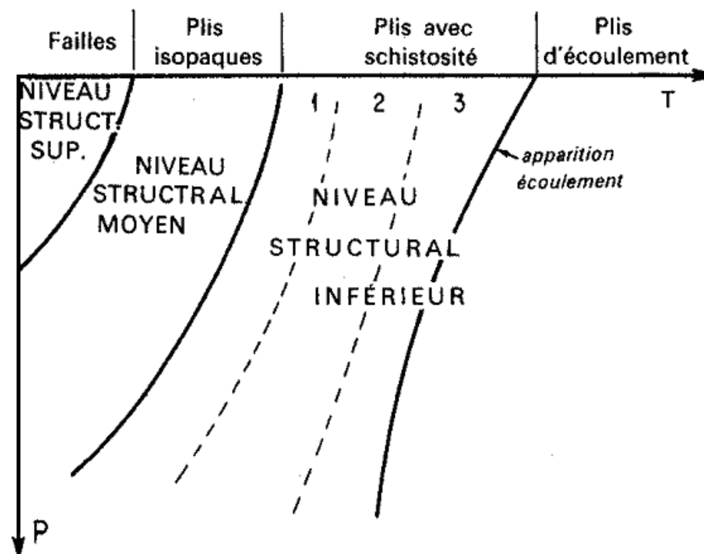
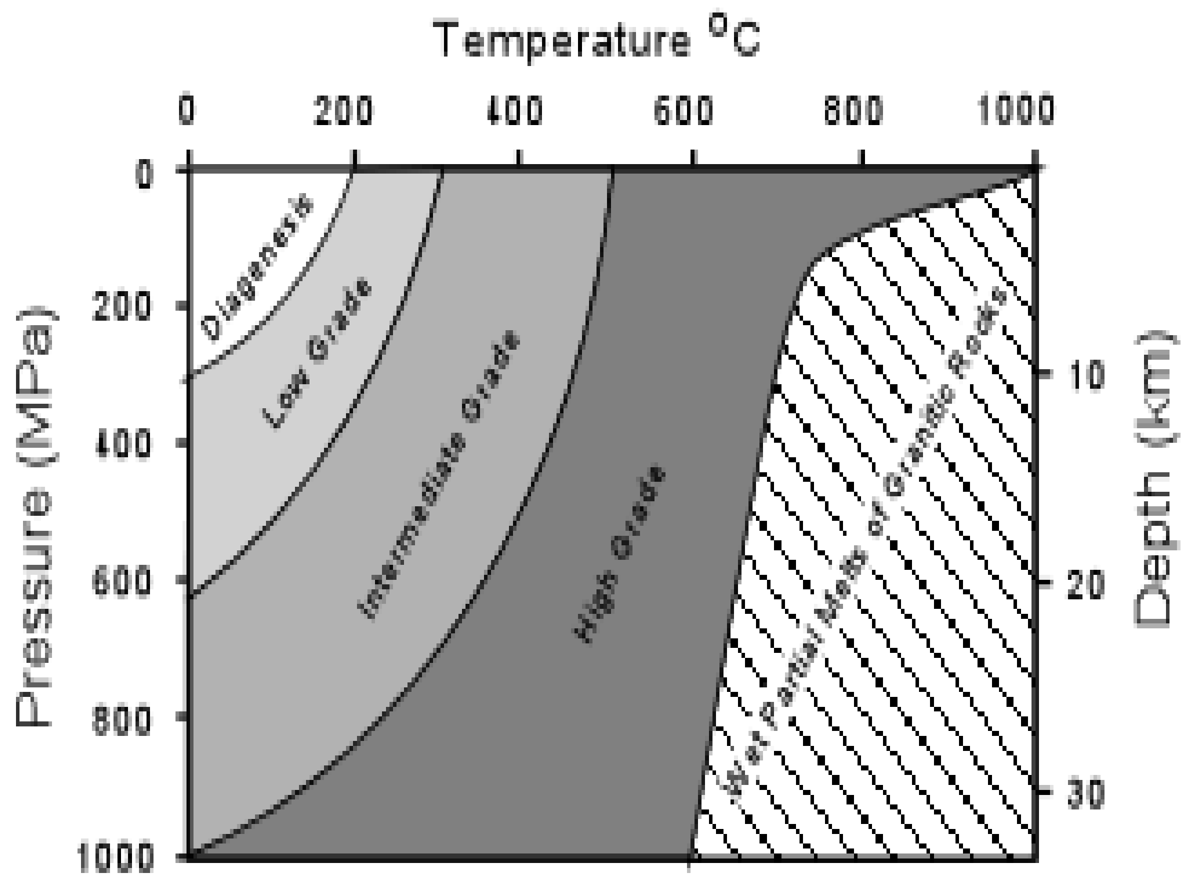
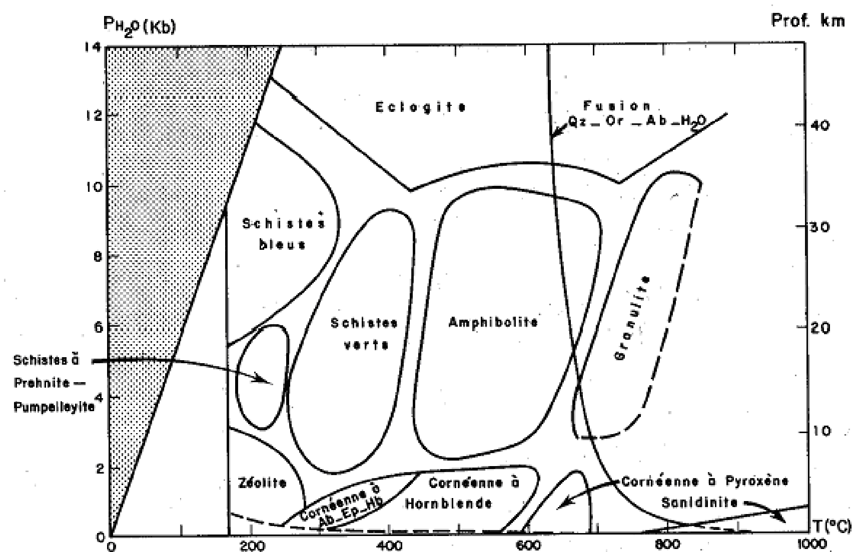
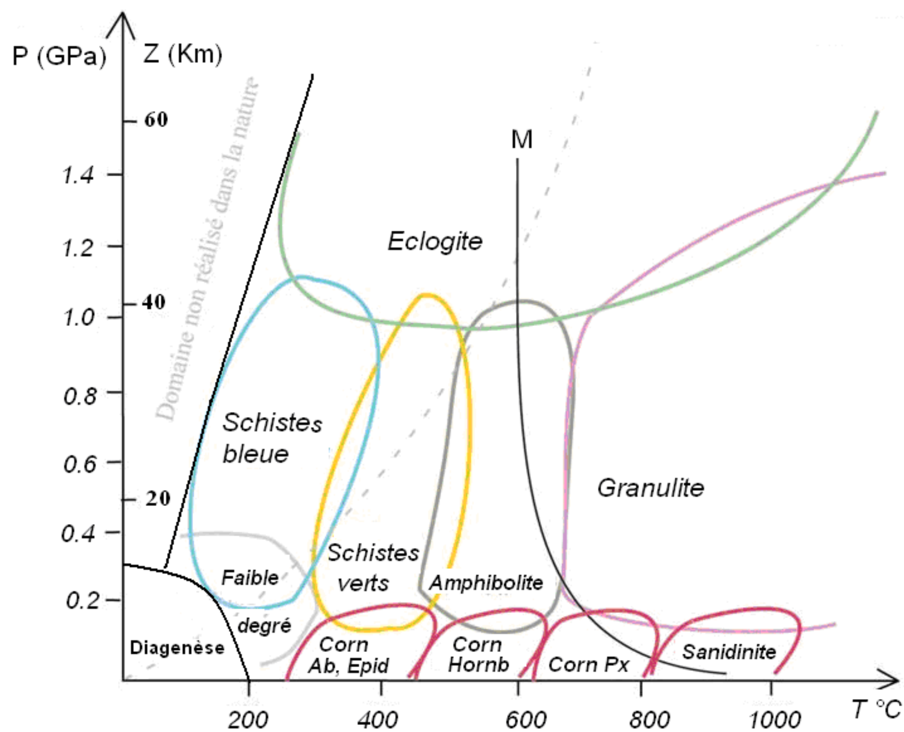


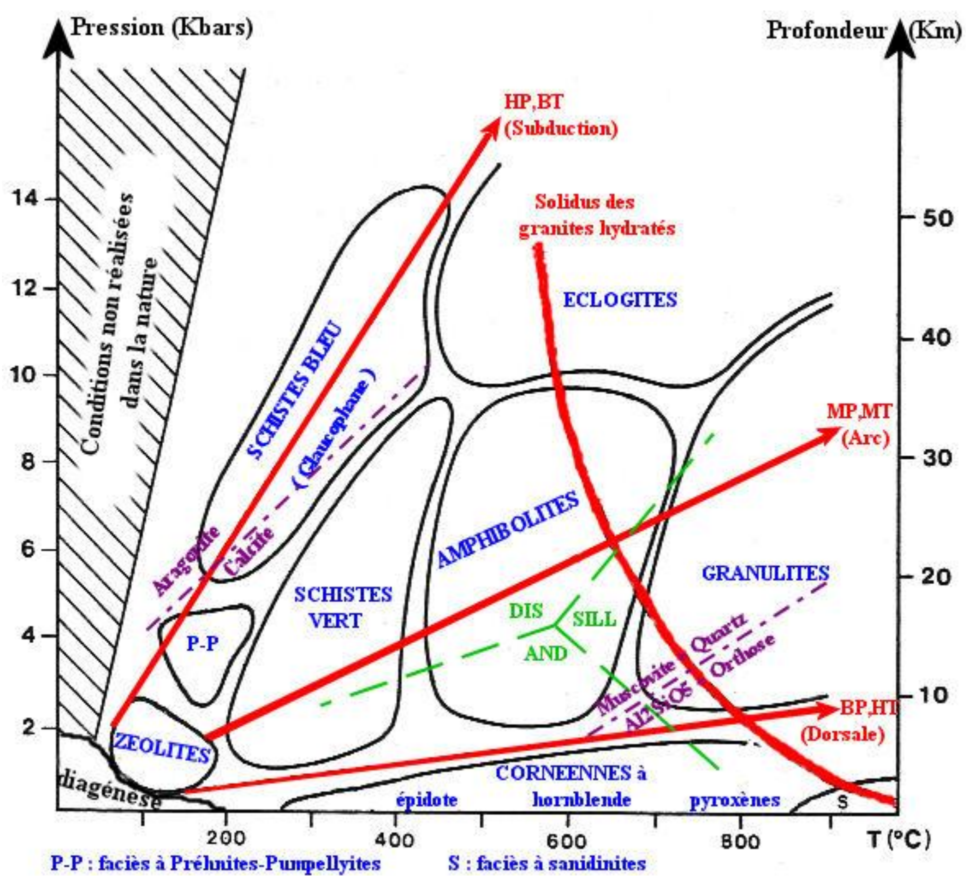
Fig. 17- Limites des niveaux structuraux dans sur le diagramme P-T et distribution des différentes schistosités dans le niveau inferieure. 1- schistosité de fracture, 2- schistosité de flux, 3-foliation.

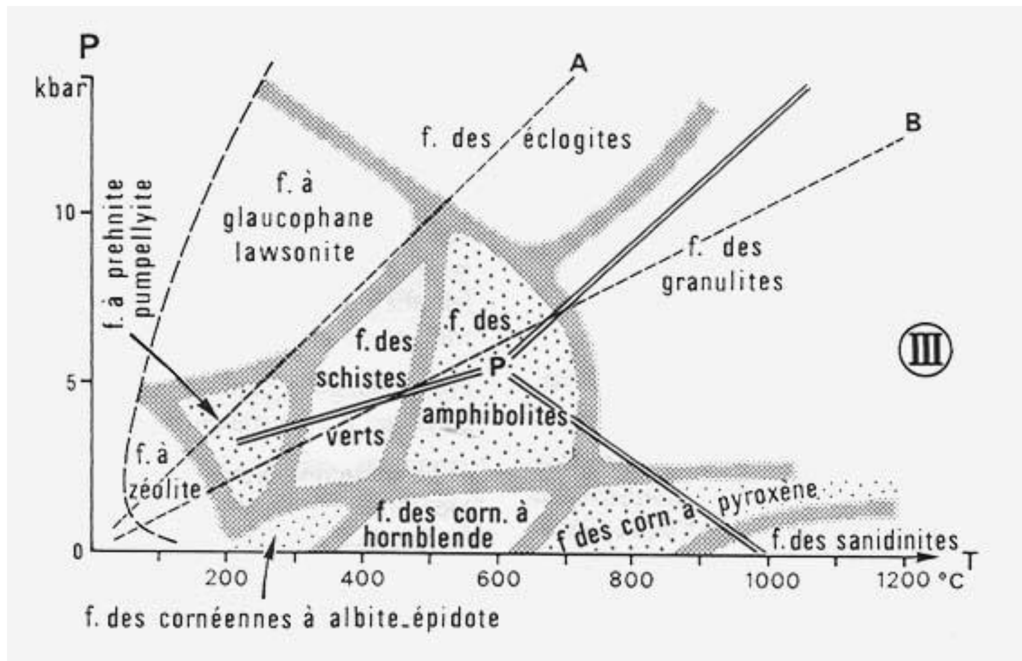


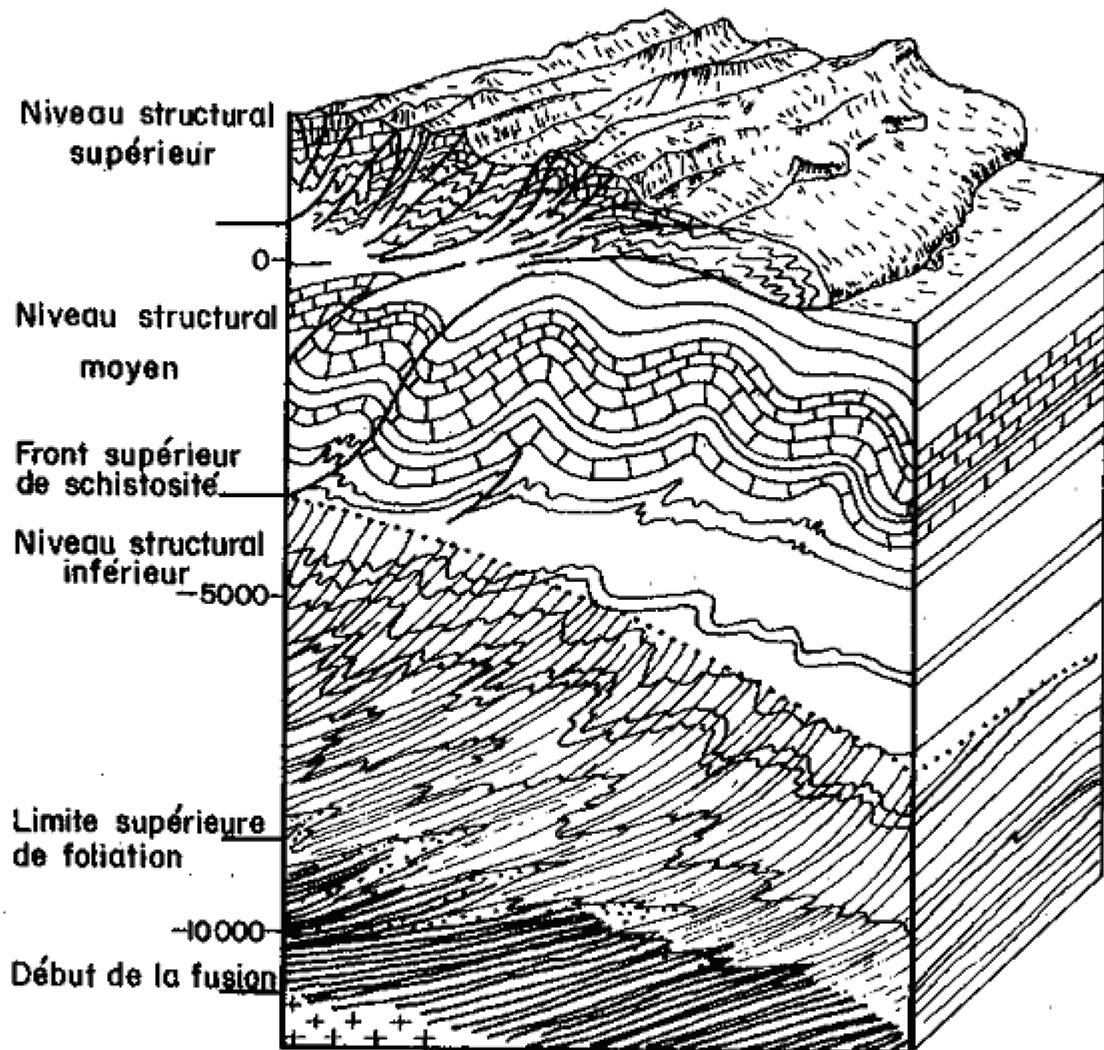


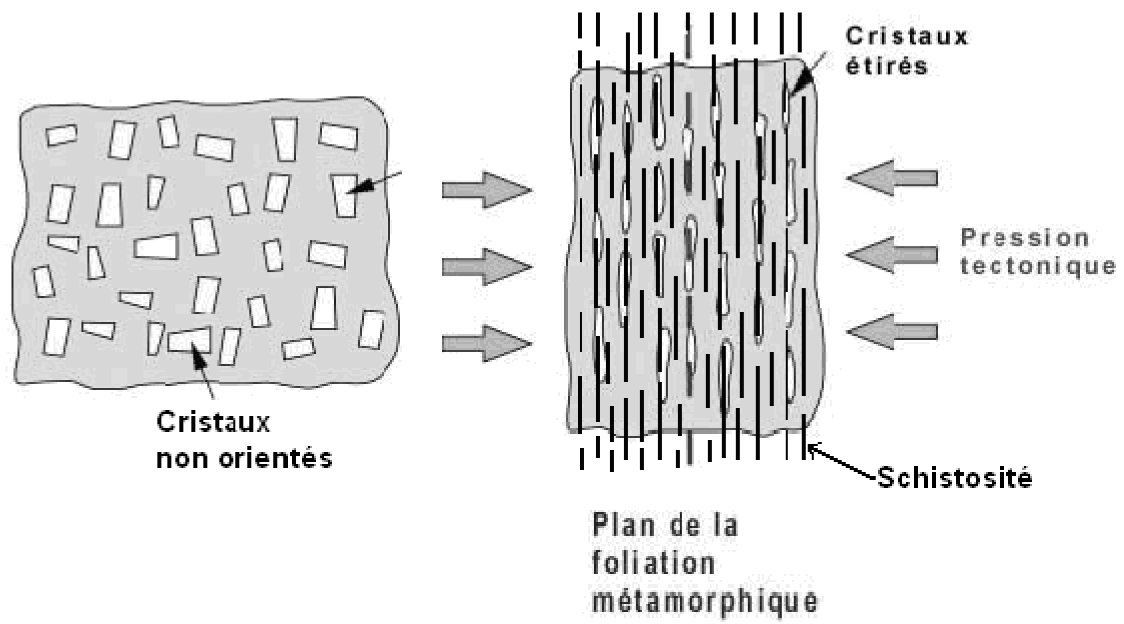
Champs d'extension des faciès métamorphiques sous pression humide. A sec, les granulites peuvent apparaître puisque la courbe d'anatexie, reportée ici, est déplacée à de plus hautes températures (d'après Turner, 1968, modifié).


P (GPa)
Z (Km)
60
40
20
1.4
1.2
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
Domaine non réalisé dans la nature
M
Eclogite
Schistes bleue
Granulite
Schistes verts
Amphibolite
Faible degré
Diagenèse
Corn Ab, Epid
Corn Hornb
Corn Px
Sanidinite
200
400
600
800
1000
T °C


Pression (Kbars)
Profondeur (Km)
Conditions non réalisées dans la nature
HP,BT (Subduction)
Solidus des granites hydratés
ECLOGITES
SCHISTES BLEU
(Glaucophane)
Aragonite
Calcite
SCHISTES VERT
AMPHIBOLITES
GRANULITES
MP,MT (Arc)
DIS
SILL
AND
P-P
ZEOLITES
Muscovite
Quartz
Orthose
BP,HT (Dorsale)
diagénèse
CORNEENNES à
épidote
hornblende
pyroxènes
S
14
12
10
8
6
4
2
50
40
30
20
10
200
400
600
800
T (°C)
P-P : faciès à Préhnites-Pumpellyites
S : faciès à sanidinites


P
kbar
T
°C
f. à prehnite pumpellyite
f. à glaucophane lawsonite
f. des éclogites
f. des granulites
f. des schistes verts
f. des amphibolites
f. à zéolite
f. des corn. à hornblende
f. des corn. à pyroxène
f. des sanidinites
f. des cornéennes à albite_épidote
A
B
P
III


Niveau structural supérieur
0
Niveau structural moyen
Front supérieur de schistosité
Niveau structural inférieur
-5000
Limite supérieure de foliation
-10000
Début de la fusion


Cristaux non orientés
Cristaux étirés
Pression tectonique
Schistosité
Plan de la foliation métamorphique